



TITLE:

中国黄土高原における侵蝕過程と
その分布(2003年度後期基礎物理学
研究所研究会「動力学視点からの
地形進化の研究」,研究会報告)

AUTHOR(S):

松永, 光平

CITATION:

松永, 光平. 中国黄土高原における侵蝕過程とその分布(2003年度後期基礎物理学研究所研究会「動力学視点からの地形進化の研究」,研究会報告). 物性研究 2004, 82(3): 468-477

ISSUE DATE:

2004-06-20

URL:

<http://hdl.handle.net/2433/97818>

RIGHT:

中国黄土高原における侵蝕過程とその分布¹

東京大学大学院 新領域創成科学研究科 博士課程 松永 光平²

1 はじめに

中国黄土高原（図1）[1] は年平均侵蝕量が $3,700\text{t}/\text{km}^2/\text{yr}$ と推定され [2], 世界でもっとも侵蝕速度が大きな地域のひとつである（図2）[3]. 総面積が 42万 km^2 [4] と日本国土総面積より若干広く, 地域ごとの侵蝕速度や侵蝕過程の違いが大きいのもひとつの特徴となっている. 退耕還林など土地保全政策の効果を高めるためにも, 地域性を規定する要因の解明が不可欠である.

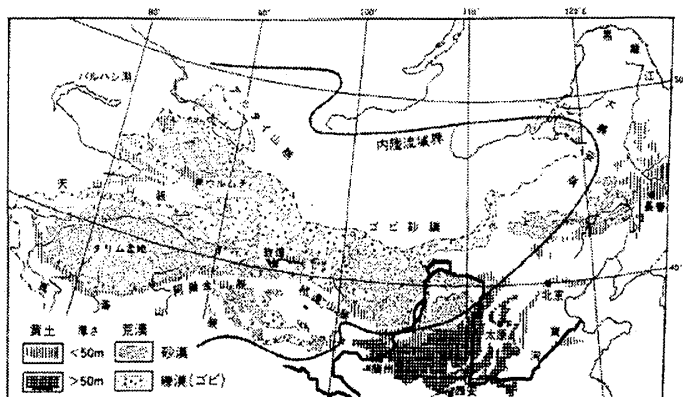


図 1: 黄土高原の位置

一部加筆. 網目部分: 黄土高原. 黒太線: 黄河.

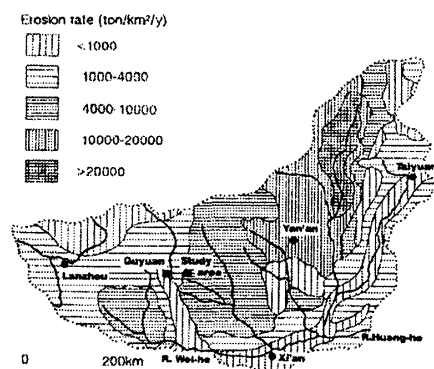


図 2: 黄土高原の侵蝕速度分布

Ohmori et al.[5] により改変

陳ほか [3] や齊 [4] により, 侵蝕速度³については水系密度⁴や土壌侵蝕面⁵といった地形量の 1 次関数により表現できている（図3）[4]⁶. しかし, 侵蝕過程については, 特定の侵蝕様式の発生条件を実験や野外で計測したわずかの例（張・細山田 [6] など⁷）を除き, その変化をもたらす要因

¹この原稿は、第3回計算理論地形小研究会（2003年12月、京都）で講演した内容をその後得た資料により改訂したものである。

²E-mail: pulsar@nenv.k.u-tokyo.ac.jp

³浮流物質量をもとに算出.

⁴単位面積あたりの総流路長.

⁵単位面積あたりの全斜面表面積. 次式で表現される [4].

$$S = 2 \cdot D \cdot H \cdot \frac{c}{\sin \alpha}$$

ただし, S : 土壌侵蝕面 (km^2/km^2), D : 水系密度 (km/km^2), H : 比高 (km), α : 傾斜, c : 係数.

⁶ x と y が逆だが原図のまま.

⁷中国での研究の現状については, 胡・靳[7] に詳しい.

の定量化はいまだ不十分である。本稿では既往研究をもととした侵蝕様式の種類の紹介、および分布図の比較による分布規定要因の定性的な推察を行い、侵蝕過程のモデル化の土台としたい。

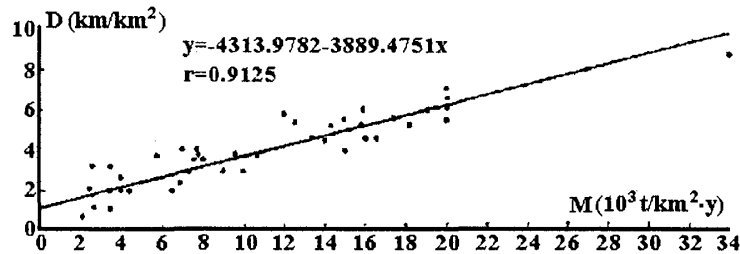


図 3: 黄土高原における侵蝕速度 (M) と水系密度 (D) の関係
一部加筆。

2 黄土高原の地形

黄土高原は黄河中流域に位置し、東是北京西方太行山脈から西は青海湖東岸日月山に至り、北は長城に、南は秦嶺山脈に限られる [8]。概ね海拔 1000～2000m 前後であり [8]、西北から東南に向かってゆるやかに低くなる高原状の地勢を示す (図 4) [9]。第四紀更新世初頭 (約 200 万年前) に降堆積した風成の砂・粘土層およびその 2 次堆積物である黄土が広く分布しており、平均層厚が 30～50m、最大層厚は 200m 以上ある [8]。年平均気温は 10～15℃、10℃以上の積算温度 3000～3400℃で、暖温帯～中温帯に属するが、年降水量は 300～700mm で、乾燥地域から湿潤地域にまたがって広がっている [8]。降雨が 7～8 月に集中する典型的な夏雨地域である [8]。人類活動の歴史が長く自然植生はほとんど破壊されており、農耕と土壤保全を両立させるための工夫が積み重ねられている (図 5) [10]。

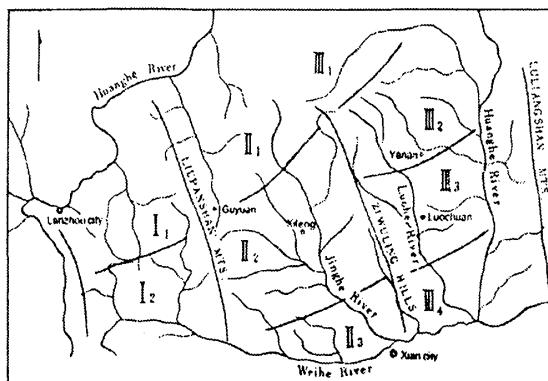


図 4: 黄土高原の大地形区

I: 1800～2000m, II: 1400～1600m, III: 1200～1400m. 沿え字の値が大きくなるほど標高が低い。



図 5: 黄土高原の段々畑

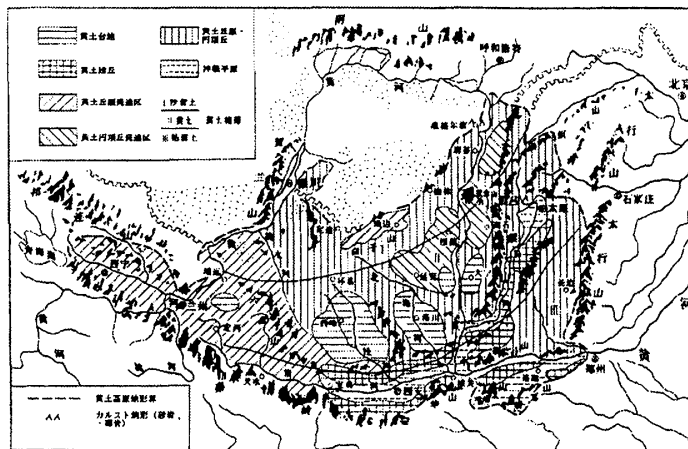


図 7: 黄土高原の地形分布

台地は河川が下流を基岩山地にせき止められるような形で支流を集めるところにある [1]。丘脈は黄土高原中央を南北に流れる清水河より西に卓越し、円頂丘は呂梁山西側を南流する黄河に沿って卓越する。

1. おもに細粒物質で構成される固結度の極めて低い厚い堆積物である。⁹
2. 乾燥状態なら高さ数十 m の急崖でも自立安定できる性質をもつ¹⁰
3. 水を含むと強度は著しく弱まり、流水にはきわめて侵蝕されやすい。¹¹

⁹例えば間隙比についてシラスは 1.37, 黄土は 1.05 という値が得られている [13].

¹¹例えば粘着力 (c) と剪断抵抗角 (ϕ) について, シラスは自然状態でそれぞれ 160gf/cm^2 , 49° なのが, 飽和状態では 110gf/cm^2 , 43° となる [13].

3 黄土高原の侵蝕過程

3.1 侵蝕過程の特徴

黄土高原の侵蝕過程はシラス台地の侵蝕過程¹² や実験室内の均一砂で構成された斜面の水流による侵蝕 [15, 16] に極めて類似している [17] とされている。しかし、こうした短期的かつ狭域的な侵蝕過程は一時的な変動のみを表現している場合もあるので、直接長期・広域に敷衍することはできない [18]。段丘やテイルにおける $10^4 \sim 10^5$ 年のオーダーの開析過程との対応が確認された理論的な水系発達パターン [18] との比較検討の可能性も指摘されている [17] が、黄土高原の広さに起因する黄土そのものの性質や外的営力などの地域的差異の大きさ、また地形形成時間の長さに起因する堆積・侵蝕過程の複雑さ [14] がモデル化を難しくしている。

初期条件が同一で、かつ形成時代のみが異なるという条件を満たす地形がいくつかあれば、それらを時間軸に沿って並べることで侵蝕過程のモデル化が可能となる。そのためには、台地や段丘といった単純な原地形をもつ場所でサンプリングを行う [13] のが 1 つの方法である。また、地域的差異が無視できる程度の時空間スケールを扱えばよい。例えば、Liu and Yuan [11] は洛川台地での谷の発達過程を層序学的手法を用いて明らかにしている (図 8) [11]。

一方、丘脈や円頂丘についても初期条件の同一性が確保できるスケールで地域を限定しサンプリングを行えばモデル化ができる。松永・大森 [19, 20] は、既存の地形分類図 [2, 21] をもとに台地・丘脈・円頂丘それぞれが卓越する流域を選び、1 次流路¹³の地形量の図上計測と統計解析を併用してこれら 3 つの地形の侵蝕過程の特徴を明らかにした (図 9) [20]。

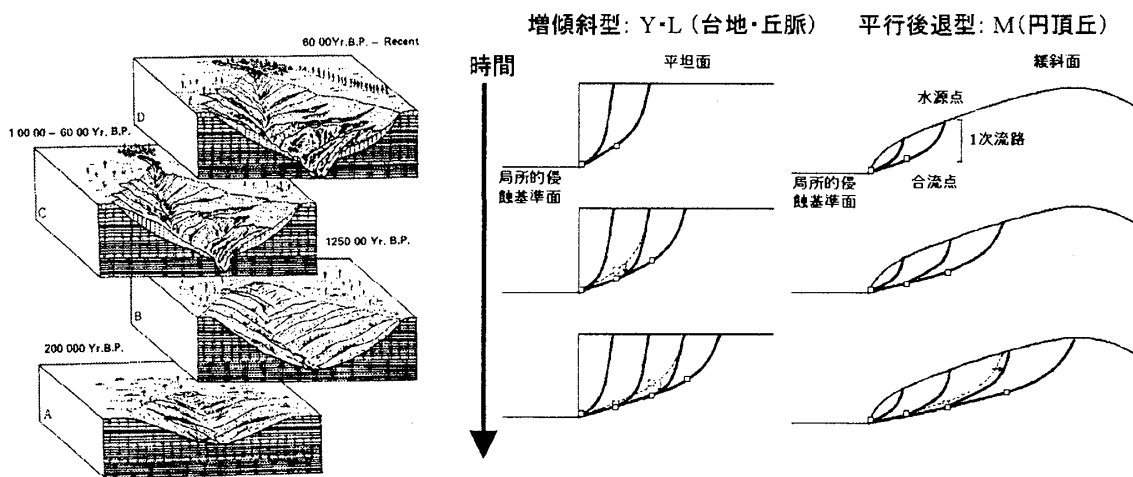


図 8: 洛川黄土台地における谷の発達モデル

一部加筆・訂正。黒太線は流路縦断面を表す。台地と丘脈は 1 次流路の増傾斜的变化、円頂丘は平行後退的变化を特色とし、前者は後し、温暖・湿潤な土壌形成期に対応。

図 9: 黄土高原における 2 種類の水系発達モデル

一部加筆・訂正。黒太線は流路縦断面を表す。台地と丘脈は 1 次流路の増傾斜的变化、円頂丘は平行後退的变化を特色とし、前者は後者より活発な侵蝕を行う。

¹²ガリ-侵蝕や斜面崩壊、地下水流による陥没地形の形成など [13, 14]。

¹³流域最上流の支流をもたない流路。流域でもっとも侵蝕が激しい。計測が容易、均質なため標高による変化をみるのに都合がよいという特徴もある。ここでは 1/100,000 地形図上で 10mm 以上の流路を計測対象としている。

3.2 侵蝕過程の分類

前節で紹介したような長期的な地形発達モデルを侵蝕の予知・予防に役立てるには、現在私たちが目にできるスケールの侵蝕過程と結びつけることが重要になる。そのための基礎として、既往研究に基づき侵蝕過程の種類について以下に紹介する。

黄土高原の侵蝕過程は水力侵蝕・重力侵蝕・風力侵蝕・人為侵蝕の4種に大別される [3, 22]。これらはそれぞれ表 1[3] のように細分されている。

外力	侵蝕過程	侵蝕形態	進化過程
水力	雨滴侵蝕 シート侵蝕 リル侵蝕 (総称：面状侵蝕)	雨跡 鱗片状斑紋 リル	降雨中 地表流発生初期 集中流の初期
	ガリー侵蝕 (線状侵蝕)	浅いガリー 柵状ガリー 懸谷状ガリー ガリー 小規模 V 字谷	リルからの進化 浅いガリーの進化 ガリーの進化
	泥流	泥流槽・泥流堆	
	地下侵蝕 (トンネル侵蝕)	小皿状凹地 陥没穴 地底ガリー トンネル	トンネル侵蝕初期 トンネル侵蝕中期 トンネル侵蝕晩期
重力	地すべり 崩落 流土・剥落 (総称：マスマーブメント)	深層地すべり 中層地すべり 浅層地すべり 崩落堆 層状剥落 薄片状剥落 魚鱗状剥落	
風力	吹付・吹上	風蝕条痕 風蝕残丘	風蝕初期 風蝕後期
人為	掘削・移動	段々畑 ヤオトン 坑道	

表 1: 黄土高原における侵蝕過程の分類

陳ほか [3] の大略を和訳

水力侵蝕は雨を起源とする水流による侵蝕である。地表でおこなわれるものは、水流の集中の度合いにより面状侵蝕と線状侵蝕（ガリー侵蝕）に2分される。前者のうちリル侵蝕は $10^0 \sim 10^1 \text{ cm}$

オーダーの細く浅い溝が多数でき地表に網目をなす（図 10）[23]。後者は数十 cm ～ 1, 2m 以上の幅と深さをもつ深い溝状侵蝕である。ガリーは農耕作業により修復できない点でもリルとの違いがあり [6]、その大規模なものは大きな谷地形を形成する（図 11）[23]。一方、地下水・中間流による地中での侵蝕はトンネル侵蝕と呼ばれ、地表面の陥没を通じてガリーの発生・発達に寄与する。泥流は通常マスムーブメントの 1 種として捉えられているが、陳ほか [3] は水の関与の大きさを重視してこれを水力侵蝕としている。

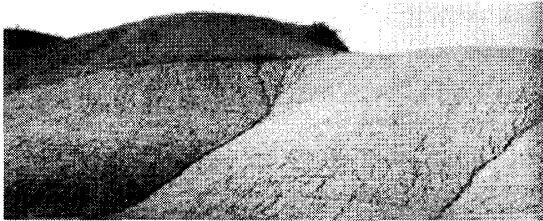


図 10: 耕作地に発生したリル侵蝕

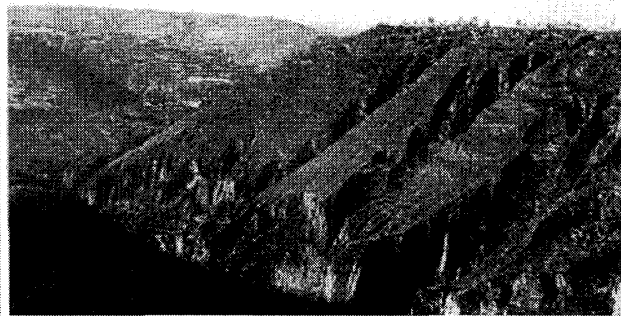


図 11: 畑地を横断して発達する大型のガリー侵蝕

重力侵蝕はほかとは異なり、流体や生物を媒介とせず重力の直接の作用により起きる侵蝕過程である。斜面物質が明瞭なすべり面を伴いながら塊状に滑動する地すべり（図 12）[24]、分解しながら落下する崩落などに分けられる。

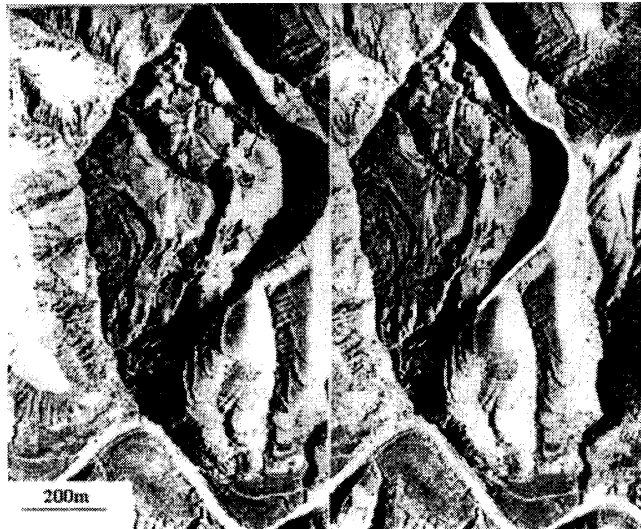


図 12: 丘陵をえぐる地すべり

加筆: 図中白太線は主滑落崖の頂部（冠頂）を示す。

風力侵蝕には風により地表物質が吹き上げられ黄砂が発生する現象や、運搬物質とともに風が地表面に吹き付けることにより起きる侵蝕現象が含まれる。

人為侵蝕には耕して天に至る景観をつくる段々畑（図5）[10]，黄土をくりぬいて住居をつくるヤオトン，採鉱やそれに伴う陥没などがある。また，牛や羊の踏み跡が網目模様になり，それに沿って土壌侵蝕が行われるケースもある [8]。

3.3 分布上の特徴

前節で紹介した各侵蝕過程の分布は地形・地質・気候・植生などの条件によりさまざまである。黄土高原全域でのおおまかな分布をみると，図3のように水系密度と侵蝕速度の相関がよいことから，水力侵蝕が夏季の豪雨によりもっとも普遍的に起きていると理解できる。

重力侵蝕については次章で触れる。

風力侵蝕は 500mm 等雨線より西あるいは北に顕著にみられ，春季の強風が影響している [23]。降水量 500mm は黄土高原において主要樹木の生育条件の閾値となっており [25]，植生被覆の変化¹⁴ も関与していると考えられる。

人為侵蝕も広く起きているが，評価のためにはまず自然の侵蝕過程のモデル化が求められよう。

4 重力侵蝕の分布と規定要因

4.1 重力侵蝕の分布

中国での治山治水は小流域¹⁵を単位として実施されている [4, 22, 27]。流域を斜面の集合としてとらえると，その発達にかかわる作用として水力侵蝕とともに重力侵蝕が重要である。今後の地形変化の予測には，その種類・規模・頻度と発生場の特徴を知る必要があるが，これまでに行われたのは地域別・種類別の事例報告 [28, 29]，分布特性への定性的な言及 [3, 9, 30] や分布図による位置の表示 [31] などに限られ，黄土高原全域を対象としたこのような視点からの研究はいまだなされていない。

一方，中国全土を対象としては『中国環境地質図系 [32]』がある。そこで，これに記載されている重力侵蝕の分布を黄土高原全域において地形分類図（図7）を基図に再構成した（図13）。ここでは表1の泥流は重力侵蝕として土石流に含めてある。

4.2 重力侵蝕の分布規定要因

重力侵蝕の分布の規定要因につき考察する。図13では地形と侵蝕様式との間に関係がみられる。たとえば地すべりに着目すると，台地では地すべりが少なく，丘脈や円頂丘では地すべりが多い。これは先に挙げた既往研究の結果とも整合する。

地すべりなど面的削剥は起伏量がある値をこえると卓越して丘頂の低下を起こし，隆起の進行がそのような作用を加速すると考えられている [33]。黄土高原において各地形相ごとの起伏量を

¹⁴たとえば，黄土高原の森林分布図 [26] では降水量 500mm 以下の地域に森林がほとんどみられない。

¹⁵面積は $10^{-1} \sim 10^2 \text{ km}^2$ のオーダー [4]。

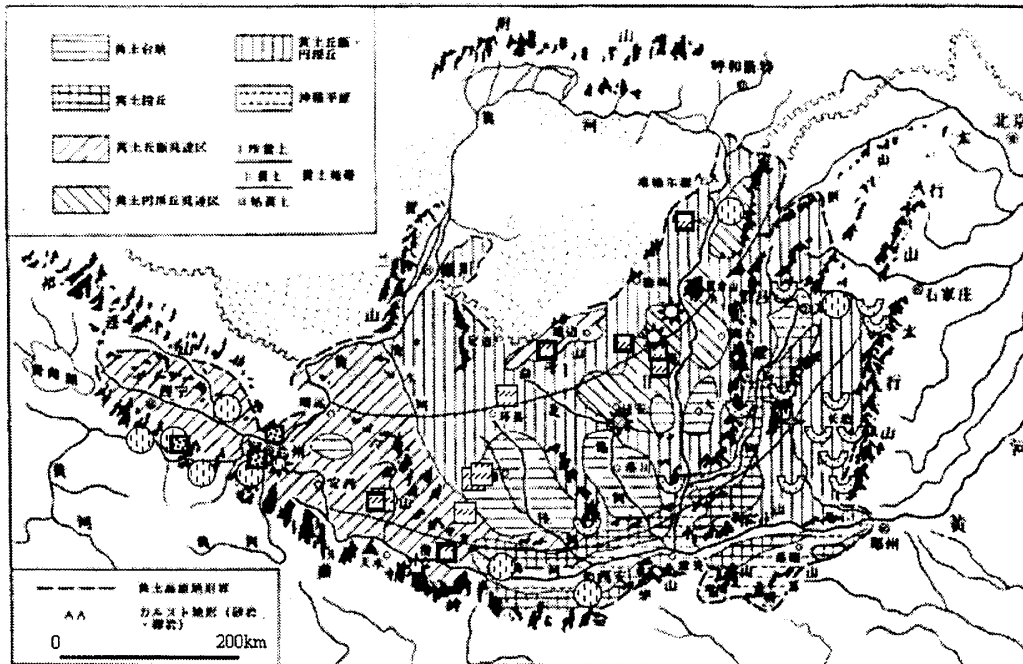


図 13: 黄土高原における重力侵蝕の分布
中国水文地質工程地質勘察院主持 [32] を再構成.

規模	$>10^7\text{m}^3$	$<10^6\text{m}^3$	不定	不定
頻度	点	群	群	不定
地すべり	○	☼		
崩落			✦	
土石流	□	◻		
陥没				∪

表 2: 図 13 の凡例：記号

☐	黄土
▨	炭酸塩岩
□	岩石
■	不明
▨	泥流
▨	土石流

表 3: 図 13 の凡例：記号のなかの模様

計測した例 [4] では、台地≦丘脈≦円頂丘という傾向を示しており、円頂丘や丘脈の卓越地域では起伏量大きいことが地すべり発生の素因の 1 つとなっていると推察される。

5 まとめと今後の課題

黄土高原における侵蝕過程の特徴・種類と分布特性を紹介し、重力侵蝕のうち地すべりの分布規定要因について推察を行った。

侵蝕過程のモデル化のためにはどのような特徴をもつ地域からサンプルをとるかが重要であるが、既存の地域区分体系では侵蝕過程との対応が不十分である [20]。今後の課題として、まず広域を対象に接峰面図¹⁶、接谷面図¹⁷や起伏量図を作成することにより、地形の生い立ちを反映した地域区分を行うことが重要となろう。

謝辞

東京大学大学院新領域創成科学研究科大森博雄教授、須貝俊彦助教授には、日頃のご指導とともに、本稿をまとめるにあたってご助言をいただいた。文献収集にあたっては、同福田健二助教授、西北農林科技大学生命科学院常朝陽氏に便宜をはかっていただいた。東京大学大学院総合文化研究科藤本仰一助手には今回の発表の機会をいただいた。あつくお礼申し上げる。

参考文献

- [1] 貝塚 爽平, 黄土高原の黄土と地形, 世界の地形, 貝塚 爽平編 (東京: 東京大学出版会 1997), pp. 309-319.
- [2] 黄河水利委員会治黄研究組編, (日本語訳) 芦田和男監修, 黄河の治水と開発 (東京: 古今書院 1989).
- [3] 陳 永宗, 景 可, 蔡 強国, 黄土高原現代侵蝕与治理 (北京: 科学出版社 1988).
- [4] 齊 羣華主編, 黄土高原侵蝕地貌与水土流失關係的研究 (西安: 陝西人民教育出版社 1991).
- [5] H. Ohmori, H. Wada, S. Matsumoto, R. Ju and H. Jia, Bull. Dept. Geogr. Univ. Tokyo **27** (1995), 23.
- [6] 張 科利, 細山田 健三, 農業土木学会論文集 **173** (1994) 93.
- [7] 胡 世維, 靳 長興, 地理研究 **17** (1998) 326.
- [8] 大森 博雄, 昭和 63 年度文部省科学研究費補助金・特定研究報告書 中国黄土高原の緑化に関する基礎的研究, 田村 三郎代表 (1989), pp. 13-28.
- [9] Z. Zhang, GeoJournal **4.6** (1980), 525.
- [10] 張 科利, 細山田 健三, 國武 昌人, 宮崎大学農学部研究報告 **41** (1994), 31.
- [11] T. Liu and B. Yuan, in International Geomorphology 1986 Part II, V. Gardiner Ed. (New York: John Wiley & Sons Ltd. 1987), pp. 241-255.

¹⁶ある地域の山頂に接する仮想的な局面で、山頂の高度分布を示す。その示す高さは、その地域における地盤運動の総量と剝削による山頂低下量との代数和を意味する。

¹⁷谷底に接する仮想的な局面で、谷底の高度分布を示す。接峰面より単純・平滑で系統的、局所的外作用に対して侵蝕・堆積の基準面をなす、人間の居住・活動と密接な関わりをもつなどの特徴がある [34]。

- [12] 黄河水利委员会勘测规划设计院編, 中国黄土高原地貌図集 (北京: 水利電力出版社 1984).
- [13] S. Yokoyama, Y. Matsukura and T. Suzuki, *Catena Supplement* **20** (1991), 107.
- [14] 横山 勝三, シラス学 (東京: 古今書院 2003).
- [15] 柏谷 健二, 地理学評論 **52** (1979), 53.
- [16] 柏谷 健二, 地理学評論 **53** (1980), 419.
- [17] 柏谷 健二, 沖村 孝, 袁 宝印, 王 傑, 土地造成工学研究施設報告 **8** (1990), 171.
- [18] K. Kashiwaya, *Earth Surface Processes and Landforms* **12** (1987), 39.
- [19] 松永 光平, 大森 博雄, (演旨), 日本地理学会発表要旨集 **63** (2003), 125.
- [20] 松永 光平, 大森 博雄, (演旨), 地形 **24** (2003), 347.
- [21] 中国地質科学院水文地質工程地質研究所, 中国黄土高原地貌類型図 (付説明書) (北京: 地質出版社 1985).
- [22] 陳 永宗, 地理研究 **6** (1987), 76.
- [23] 中国西北水土保持研究所編, 中国土地資源 (西安: 陝西科学技術出版社 1986).
- [24] 《中国地貌図集》編輯組主編, 中国地貌図集 (北京: 測繪出版社 1985).
- [25] 森崎 雅典, 福田 健二, 鈴木 和夫, 日本林学会論文集 **109** (1998), 301.
- [26] 劉 昌明, 鐘 駿襄, 地理学報 **33** (1978), 113.
- [27] 張 建軍, 砂防学会誌 **55** (2003), 59.
- [28] 吉松 弘行, 綱木 亮介, 近藤 観慈, 山田 琢哉, 地すべり **28** (1992), 37.
- [29] 雷 祥義, 黄 玉華, 王 衛, 陝西地質 **18** (2000), 28.
- [30] 雷 祥義, 黄土高原地質災害与人類活動 (北京: 地質出版社 2001).
- [31] E. Derbyshire, J. Wang, Z. Jin, A. Billard, Y. Egels, M. Kasser, D. Jones, T. Muxart and L. Owen, *Catena Supplement* **20** (1991), 119.
- [32] 中国水文地質工程地質勘察院主持, 中国環境地質図系 (北京: 中国地圖出版社 1992).
- [33] 田村 俊和, 丘陵地形, 日本の地形: 総説, 米倉 信之, 貝塚 爽平, 野上 道男, 鎮西 清高編, (東京: 東京大学出版会 2001), 210.
- [34] 羽田野 誠一, (演旨), 地形 **8** (1987), 51.